

## VARIACIONES GEOQUÍMICAS DE LOS DEPÓSITOS DEL VOLCÁN MISTI: CONTROL DE LA ASIMILACIÓN SOMERA Y PROFUNDA

### GEOCHEMICAL VARIATIONS OF THE MISTI VOLCANO DEPOSITS: SHALLOW AND DEEP ASSIMILATION CONTROL

Lourdes Cacya<sup>1</sup> y Mirian Mamani<sup>1,2</sup>

#### RESUMEN

El rol de la interacción del cambio cortical y la geometría del sistema de recarga en los magmas con afinidad calco-alcalina está bien ilustrado por la influencia de una corteza espesa (>50 km) infrayacente al volcán Misti. Los cambios en la afinidad petrológica se correlacionan con los periodos de edificación de los conos del volcán en los últimos 833 ka. Las bajas concentraciones de U y Th de la mayoría de los depósitos del Misti están relacionados con la interacción del bajo contenido de U y Th en la corteza inferior que corresponde al basamento proterozoico de Arequipa. Estas bajas concentraciones de U y Th se correlacionan claramente con las razones altas de los elementos de tierras raras pesadas (Sr/Y, Sm/Yb, Dy/Yb y Ce/Y) y los altos valores de anomalías Eu/Eu\*, lo que sugiere que el fundido se generó en la corteza inferior, teniendo al granate como mineral residual y la participación de poco contenido de agua. Contrariamente, el alto contenido de U y Th de los productos emitidos entre 833 y 112 ka, quizás esté relacionado a la subducción de la fractura de Nazca. Las variaciones geoquímicas del volcán Misti están moduladas por transiciones de cámaras compartidas y por la asimilación que se da a diferentes profundidades. El conocimiento de la variación de la composición de los magmas y la profundidad de las cámaras magmáticas es un factor importante para modelar los procesos eruptivos de un volcán, en este caso del Misti, los que sirven para entender sus ciclos eruptivos y por lo tanto, los escenarios para la construcción de los mapas de peligros.

*Palabras clave:* Volcán Misti, asimilación, columna cortical, elementos de tierras raras, cámara magmática.

#### ABSTRACT

The role of changing crustal interaction and plumbing system geometry in the magmas with calc-alkaline affinity are well illustrated by the influence of a thick crust (> 50 km) underlying the El Misti volcano. The changes in the petrologic affinity are correlated with the building periods of the volcano cones in the last 833 ka. The low U and Th concentration of the main deposits of Misti are related to the interaction of the low U and Th content in the lower crust (Proterozoic basement of Arequipa). The low U and Th contents are correlated clearly with the high ratios in heavy rare earth elements (Sr/Y, Sm/Yb, Dy/Yb and Ce/Y) and high values of Eu/Eu\* anomaly, which suggests that the melt has been generated in the lower crust with garnet as mineral residual and low water content. Contrarily, the high U and Th contents of the emitted products between 833 and 112 ka are maybe related to the Nazca fracture subduction. The geochemical variations of the Misti volcano are modulated by transitions of a magma shared chambers and different depths of assimilation. The knowledge of these parameters allows us to understand the eruptive cycles and therefore constructions of hazard map scenes. The knowledge of magma composition variations and magma chamber depths is an important factor to model the volcano eruptive processes, in this case the Misti volcano, which serve to understand his eruptive cycles and therefore enables the construction of hazard map scenes.

*Keywords:* Misti volcano, assimilation, cortical column, rare earth elements, magma chamber.

---

<sup>1</sup>INGEMMET Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Av. Canadá 1470, San Borja, Lima - Perú, lcacya@ingemmet.gob.pe  
<sup>2</sup>Programa de Retorno para Expertos CIM / Deutsche Gesellschaft fuer Technische Zusammenarbeit (GTZ), Av. Prolongación Arenales 801, Miraflores, Lima-Peru.

## INTRODUCCIÓN

La corteza continental al ser infiltrada por los magmas en las zonas de subducción, modifica química e isotópicamente el fundido de acuerdo a su densidad y espesor. Evidencias de la interacción magma-corteza han sido reconocidas en la Zona Volcánica del Sur (Hildreth y Moorbath, 1989) y en la Zona Volcánica del Centro (Mamani et al., 2008), donde se muestra que la corteza es heterogénea, y los dominios individuales imparten su huella isotópica en magmas que atraviesan estas cortezas (Wörner et al., 1992; Mamani et al., 2010).

El almacenamiento de los magmas o formación de reservorios que resulta de la modificación química en profundidad, quizás ocurre en dos zonas definidas: (1) a la base de la corteza (Hildreth y Moorbath, 1989), y (2) a niveles someros en sistemas conectados que alimentan volcanes individuales (Annen et al., 2006). Dentro de este contexto el objetivo de este trabajo es discriminar los efectos de la asimilación profunda y somera, definir firmas geoquímicas que muestren las diferencias de profundidad de asimilación, y mostrar como los magmas varían a través del tiempo durante la formación de un estratovolcán.

La profundidad y el tiempo transcurrido desde la interacción magma-corteza están reflejados en elementos de tierras raras e isótopos de Sr-Nd-Pb. Estos elementos están fraccionados por granate, el cual es residual durante la asimilación cortical profunda y puede ser un líquido estable durante la cristalización a alta presión (Macpherson et al., 2006). Igualmente, pueden estar fraccionados por plagioclasa, el cual es residual durante la asimilación cortical somera y puede ser un líquido estable durante la cristalización a baja presión (Mamani et al., 2010). Hay un acuerdo en que el incremento de elementos de tierras raras se correlaciona con el espesor de la litosfera continental (Hildreth y Moorbath, 1989; Kay et al., 1999; Mantle y Collins, 2008). Así Garrison et al. (2006) propuso la presencia de una corteza espesa como explicación para el exceso de Th en magmas de arcos continentales, los cuales se relacionan con los excesos de U que son predominantes en arco de islas (Turner et al., 2003).

El objetivo de este trabajo es, por un lado, distinguir las características químicas de U-Th que resultan primariamente a través de la interacción cortical profunda versus una interacción cortical somera. Se aprovecha de las diferencias en U y Th

entre las rocas de la corteza proterozoica inferior y paleozoica superior para conocer la profundidad de interacción, como se ve más adelante, cuando se presentan las concentraciones de U-Th, en la sección donde se describe las unidades geológicas que infrayacen al volcán Misti. Se interpreta el enriquecimiento variable de Fe con el cambio de profundidades de almacenamiento. Aquí nos enfocamos en un volcán bien mapeado y para el que se ha levantado al detalle columnas estratigráficas de los diferentes eventos de erupción (Thouret et al., 2001; Cacya, 2006, 2009). El volcán Misti se encuentra sobre una corteza espesa (Fukao et al., 1999) y las rocas emitidas de este volcán cambiaron de composición durante su historia, desde básica a ácida y acida a básica (Ruprecht y Wörner, 2007; Kiebalá, 2008). Nuevos análisis de elementos mayores, elementos traza e isotópicos de Sr-, Nd-, Pb- compilados para las rocas del volcán Misti proporcionan datos de alta resolución de elementos de tierras raras e isótopos de Sr que están relacionados a la evolución del edificio volcánico, a la configuración cambiante de los reservorios magmáticos y a la fuente de magma variable.

## MARCO GEOLÓGICO

El volcán Misti es uno de los volcanes activos del sur de Perú. La ciudad de Arequipa, la segunda más importante del Perú con cerca de 1 millón de habitantes, está localizada cerca a su flanco sur. Este volcán tiene más de 833 mil años manifestando actividad de tipo efusivo, extrusivo y explosivo como lo demuestran los diferentes tipos de depósitos (flujos de lava, piroclastos, domos, etc). Actualmente solo presenta baja actividad fumarólica, y la actividad sísmica es relativamente estable, de acuerdo a los reportes del Global Volcanism Program del Smithsonian Institut y del Instituto Geofísico del Perú.

El volcán Misti, es un estratocono con un volumen de 50 km<sup>3</sup> ubicado en la Zona Volcánica del Centro, donde la subducción de la fractura de Nazca se proyecta directamente hacia el Misti (Fig. 1). La idea de estudiar este volcán se basa en su localización sobre el borde norte de la corteza continental inferior mas antigua (2000 Ma) del sur del Perú (Loewy et al., 2004; Mamani et al., 2008) con > 50 km de espesor (Fukao et al., 1999), lo que habría permitido una mejor interacción cortical de los magmas. La variabilidad en la composición y

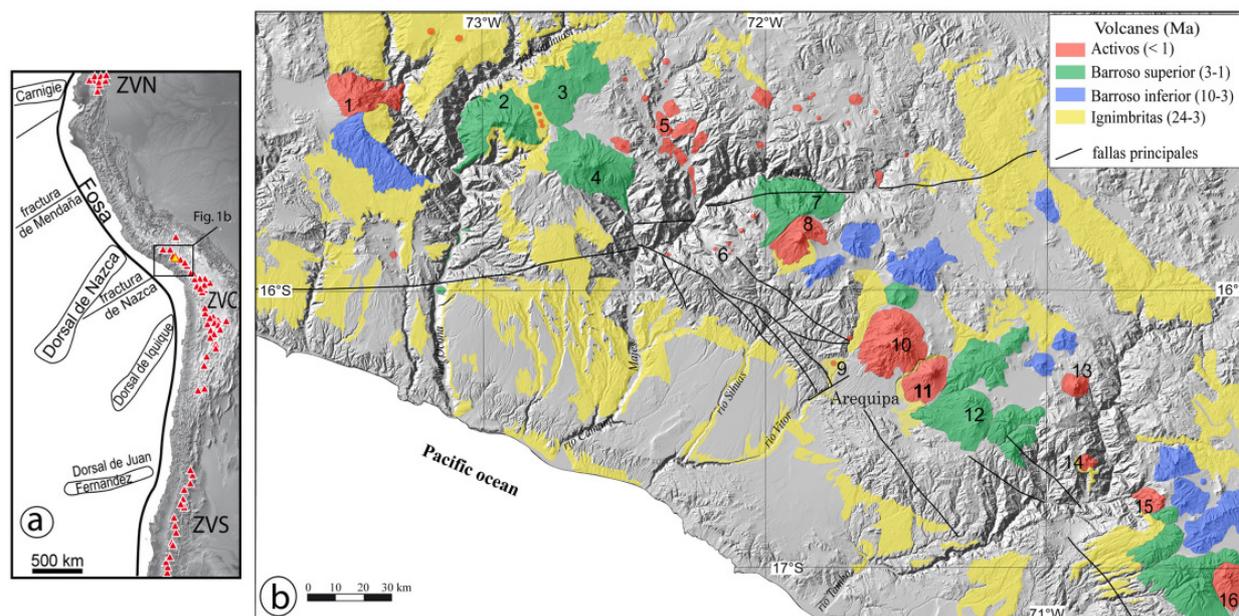


Figura.1. (a) Localización de las Zonas Volcánicas en los Andes y ubicación de las dorsales y fracturas en el placa de Nazca. ZVN-Zona Volcánica del Norte, ZVC-Zona Volcánica del Centro, ZVS-Zona Volcánica del Sur. (b) Mapa de ubicación de los volcanes activos, volcanes del arco de Barroso superior e inferior, y principales capas de ignimbritas neógenas en el sur de Perú. Las líneas negras son las fallas corticales más importantes cerca al volcán Misti. Los números corresponden a los nombres de los aparatos volcánicos: 1-Sara Sara, 2-Solimana, 3-Antapuna, 4-Coropuna, 5-Andahua, 6-Huambo, 7-Hualca Hualca, 8-Sabancaya, 9-Nicholson, 10-Chachani, 11-Misti, 12-Pichu Pichu, 13-Ubinas, 14-Huaynaputina, 15-Ticsani, 16-Tutupaca, 17-Yucamane. Las variaciones isotópicas de Sr, Nd, Pb de estos volcanes se muestran en la figura 2.

edad del material cortical encontrado, evidencian las diferentes composiciones químicas e isotópicas de la corteza atravesada durante su trayectoria, donde se fueron grabando las huellas isotópicas en los magmas que dan lugar a eventos sucesivos del crecimiento del volcán. Además, el conocimiento detallado de la cronología de las erupciones del volcán Misti, su baja concentración en U y Th en comparación con otros volcanes activos en zonas de subducción, el mapeo intensivo a alta resolución de los flujos de lava, las capas de ignimbritas individuales, y a través del muestreo de las mayores fases eruptivas, hace posible conocer la evolución y los cambios de la química con el tiempo (Fig. 2).

### La corteza proterozoica de Arequipa y su rol en la determinación de la química de los magmas

La presencia de una corteza antigua de composición máfica y espesa impone relaciones espaciales, tanto lateralmente y en profundidad sobre el material disponible a fundir de la cuña mantélica. Las cortezas espesas también sugieren estabilidad del granate a los límites reológicos y densidades comprendiendo la base de la litosfera y corteza. Se sugiere que la fusión parcial se da en la base de la

corteza y el fundido que va a cristalizar, empieza a mostrar evidencias de procesos de granate-residual (Lee et al., 2006). Las variaciones laterales de la corteza en el sur del Perú han sido calibradas usando la composición isotópica de rocas volcánicas, las cuales reflejan verticalmente, la composición y la edad integrada del basamento infrayacente (Mamani et al., 2008).

El volcán Misti está localizado dentro del dominio norte de la corteza proterozoica (2000 Ma) de Arequipa (Loewy et al., 2004), donde los magmas contaminados están caracterizados por valores bajos en isótopos de Pb no radiogénicos, valores bajos en eNd, y elevadas razones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Fig. 3, Mamani et al., 2010). La correlación entre el modelo de estructura 3-D de densidad y los dominios químicos indica que por debajo del volcán Misti, la proporción de corteza inferior de composición máfica es relativamente mayor en comparación a la corteza superior félsica (Mamani et al., 2008; Mamani et al., 2010).

Las variaciones verticales cerca al volcán Misti consisten en litologías desconocidas de la corteza inferior. La corteza media y superior

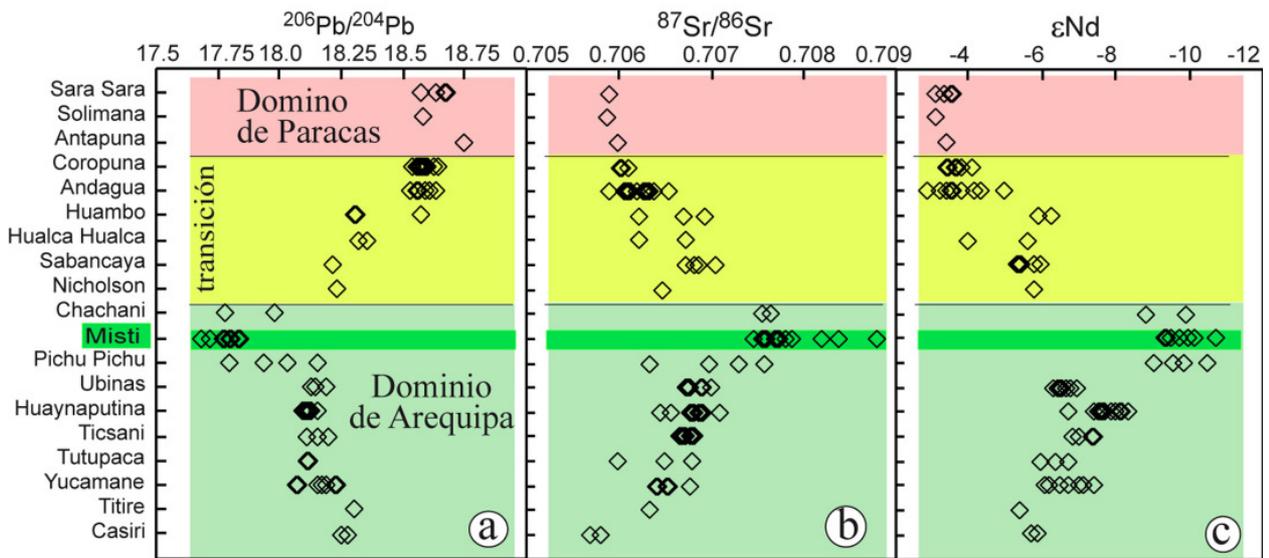


Figura.2. Variaciones isotópicas del volcán Misti en comparación con los otros volcanes activos del sur de Perú. Tomado de Mamani et al. (2010). La localización de los volcanes se muestra en la figura 1.

están identificadas por algunos afloramientos del basamento metamórfico, volcánicos del Cenozoico, rocas volcanoclásticas, sedimentos originados de estos y sus equivalentes intrusivos a profundidad. A continuación se hace una descripción geológica y geoquímica de estas unidades que infrayacen al volcán Misti (Fig. 3).

El gneis de Charcani (Meso-proterozoico) aflora en el valle del río Chili cerca de la segunda estación hidroeléctrica de Charcani. Los resultados de análisis radiométricos con isótopos de Rb/Sr dieron una edad de  $1012 \pm 52$  Ma (James y Brooks, 1976), así como las concentraciones de  $U=0.1$  y  $Th=1.5$ .

La Formación Socosani (Jurásico) aflora en el valle del río Chili cerca de la Escuela de Policías, donde está conformada por una intercalación de areniscas y cuarcitas.

Ignimbritas provenientes de un volcán del arco Huaylillas (24 a 10 Ma), afloran visiblemente en el cañón del río Chili: Se trata de una capa de más de 50 m de espesor de ignimbritas ricas en cristales de plagioclasa-anfíbol-biotita-cuarzo-óxidos, la misma que ha sido datada en biotita por  $^{40}Ar/^{39}Ar$  en  $13.19 \pm 0.09$  Ma (Paquerau et al., 2006) y tiene concentraciones de  $U=5.5$  y  $Th=28.8$ .

Ignimbritas denominadas “La Joya”, provenientes de un volcán del arco Barroso inferior (10 a 3 Ma), afloran en algunas quebradas al sur del volcán Chachani donde presentan disyunción columnar.

Tienen un espesor entre 5 y 80 m, presentan cristales de plagioclasa-sanidina-cuarzo-biotitas, fue datada en sanidina por  $^{40}Ar/^{39}Ar$  en  $4.85 \pm 0.14$  Ma (Paquerau et al, 2008), y muestra concentraciones de  $U=5$  y  $Th=20$ . Algunas veces estas ignimbritas están cubiertas por depósitos de avalancha de escombros proveniente del complejo volcánico Pichu Pichu, volcán que pertenece al arco Barroso superior.

Los depósitos de los volcanes del arco Barroso superior (3 a 1 Ma) y la capa de ignimbritas de color rosado masivo denominadas “Aeropuerto”, afloran al sur del volcán Chachani, en toda la planicie, incluido en el distrito de Cerro Colorado. Esta ignimbrita muestra espesores entre 5 y 100 m, contiene minerales de plagioclasa-biotita-óxidos-cuarzo-sanidina, fue datada en biotita por  $^{40}Ar/^{39}Ar$  en  $1.64 \pm 0.14$  Ma (Paquerau et al, 2008) y tiene concentraciones de  $U=0.7$  y  $Th=5.2$ . Durante el arco del Barroso superior se desarrolló el complejo volcánico Chachani que está compuesto por varios estratovolcanes y domos, de composición química variable, desde andesita basáltica a dacítica. Por otro lado, en la margen izquierda del río Chili se tiene flujos de lava de composición dacítica con concentraciones de  $U=0.4$  y  $Th=3.1$  que posiblemente corresponderían a depósitos emitidos por los volcanes del Barroso superior ubicados al este del volcán Misti (Fig. 1).

### DATOS GEOQUÍMICOS

La data geoquímica contiene un total de 89

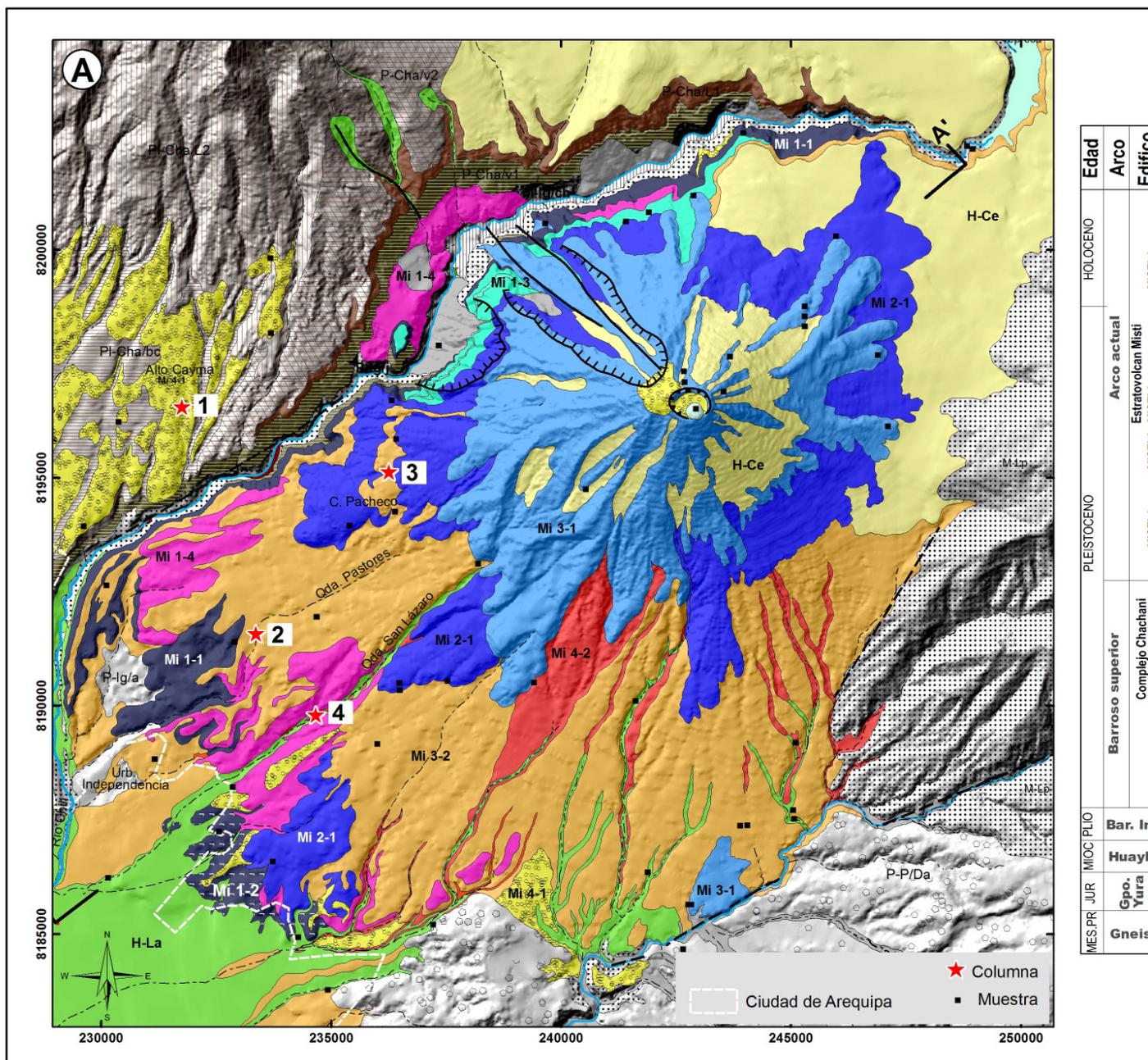


Figura 3. (A) Mapa geológico del Volcán Misti construido en base a los trabajos de Thouret et al. (2001), Ruprecht (2004), INGEMMET (2004) y anomalías de Bouguer (B) construido en base a datos de Fukuda et al. (2004).



muestras analizadas (Fig. 4). Estas muestras corresponden a lavas, pómez y ceniza que fueron recolectadas en los depósitos expulsados por el volcán Misti (Fig. 5). Los datos de elementos mayores, elementos traza e isótopos han sido compilados de los trabajos de Ruprech y Wörner (2007), Chang (2007), Cacya (2006), Kiebalá (2008), Mamani et al. (2008, 2010), Cacya (2009) y algunos análisis realizados por el INGEMMET. Estas muestras corresponden a los eventos volcánicos descritos por Cacya (2006). Los métodos analíticos están bien descritos en Mamani et al. (2008) y parte de esta data esta publicada en la página de GEOROCK y [www.uni-geochem.gwdg.de](http://www.uni-geochem.gwdg.de).

## RESULTADOS

El volcán Misti ha sido construido durante 4 etapas que corresponde a 4 edificios volcánicos. Cada una de estas etapas tuvo varios eventos de emisión de depósitos volcánicos. En base a los análisis de elementos mayores de los depósitos volcánicos en Alto Cayma, Quebrada Pastores, Cerro Pacheco y Quebrada San Lázaro (Figs. 5 y 6), y en base al mapa geológico actualizado (Fig. 3) se describen las cuatro etapas eruptivas denominadas Mi1, Mi2, Mi3 y Mi4, siendo estos los que formaron el estratovolcán del Misti (Figs 3 y 4).

### Edificio 1 (Mi1),

Se trata del primer edificio volcánico y por lo tanto marca el inicio de la actividad eruptiva del volcán Misti. Aquí se han identificado 4 eventos: Mi1-1, Mi1-2, Mi1-3 y Mi1-4 (Figs. 3, 4 y 5). Este edificio está constituido por una secuencia mixta de depósitos que varían entre flujos de lava, volcanoclastos y avalancha de escombros. Según dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  se le asigna un periodo entre  $\sim 833$  y  $\sim 112$  ka, para la construcción de este Edificio 1 (Thouret et al., 2001).

El Evento Mi1-1 está determinado por flujos de lava de composición traquiandesítica que afloran en el flanco oeste del volcán, a una altura de 2800 msnm, a lo largo de la margen izquierda del río Chili, cerca de la Hidroeléctrica Charcani I. Una muestra procedente de estos afloramientos y que constituye la base del Misti 1, ha sido datada en roca total por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dando una edad de  $833 \pm 6$  ka (Thouret et al., 2001)

El Evento Mi1-2 está definido por flujos de lava de composición andesítica, localizados en el flanco

suroeste del volcán, cerca al distrito de Miraflores. Los flujos tienen una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, piroxenos y olivino.

El Evento Mi1-3 está caracterizado por secuencias de ignimbritas de acumulación variada que se ven en el flanco oeste del volcán, donde tienen aproximadamente 100 m de espesor.

El Evento Mi1-4 está determinado por depósitos de avalancha de escombros cuyo espesor es de aproximadamente 50 m. Estos depósitos parecen haber recorrido hasta 12 km, llegando hasta lo que hoy es conocido como el Reservorio de Agua de la Urb. Independencia (Fig. 3). Los depósitos de avalancha están compuestos por fragmentos mixtos de bloques de tamaño variable contenidos en una matriz arenosa. Actualmente se encuentran formando colinas en el flanco sur y sur oeste del volcán.

### Edificio 2 (Mi 2)

Este edificio se ha formado en relación a una amplia actividad efusiva y muy poca extrusiva que emitió abundante lava, de tal forma que se reconstruye la estructura cónica, después del colapso que emplazó los depósitos de avalancha de escombros del evento Mi1-4. Esta corta etapa se desarrolló en dos periodos, Mi2-1 y Mi2-2, entre  $\sim 112$  y  $\sim 100$  ka (Thouret et al., 2001).

El Evento Mi2-1 corresponde a flujos de lava andesítica que afloran alrededor del cono volcánico entre 2500 y 3700 msnm, siendo uno de sus afloramientos el conocido Cerro Pacheco. Thouret et al. (2001) han publicado una edad, roca total, de  $112 \pm 6$  ka en la muestra Mi 50, que corresponde a la base del Misti 2 y por consiguiente indica la edad de este evento. La muestra fue tomada en la pared del río Chili cerca al cerro Pacheco a 3350 msnm.

El Evento Mi2-2 caracterizado por lavas traquiandesíticas en bloques, está cubierta por potentes flujos de ignimbritas en la planicie sur oeste del cráter.

### Edificio 3 (Mi3)

Los depósitos de este edificio ocupan gran parte y son visibles alrededor del volcán. Están formados por una secuencia de flujos de lava, tefras e ignimbritas que indican el inicio de la actividad efusiva que luego pasa a explosiva. En base a la posición estratigráfica, se asume que este edificio se habría construido entre  $\sim 100$  y  $\sim 16$  ka, debido a la actividad de 3 eventos

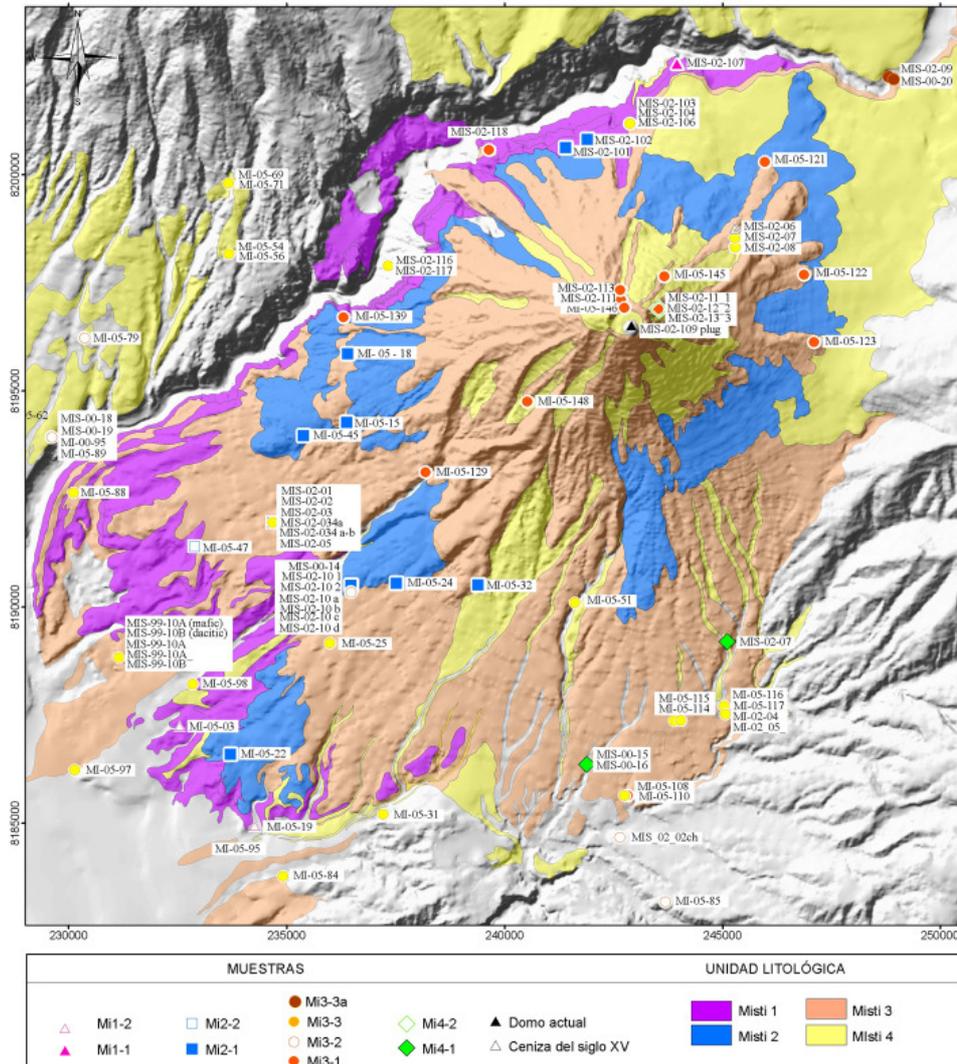


Figura.4. Ubicación de las muestras sobre un mapa geológico simplificado, considerando los 4 edificios del volcán Misti.

principales Mi3-1, Mi3-2, y Mi3-3.

El Evento Mi3-1 está definido por flujos de lava traquiandesítica que afloran alrededor del cono superior del edificio, sobre los 4000 msnm, formando claras estructuras de flujo. Thouret et al. (2001) publican dos edades en roca total de  $98 \pm 3$  ka y  $70 \pm 3$  ka en la muestras Mi 113 (4000 msnm) y Mi 115 (4400 msnm), respectivamente, indicando la edad del evento.

El Evento Mi3-2 está caracterizado por un paquete de capas de lapilli pómez, compuesto de al menos 3 depósitos de composición dacítica y riolítica. En la parte inferior, el depósito “Fibroso 1” (plagioclasa - biotita), donde uno de sus afloramientos se encuentra al ingreso del poblado de Chiguata, tienen una edad

entre 33 y 34 ka (Thouret et al, 2001). En este grupo también se encuentra el depósito “Sacaroide” que tiene pómez de tamaño milimétrico, no presenta líticos y abundan los cristales de anfíbol, biotita y cuarzo; fue datado en  $20960 \pm 370$  años por Thouret et al. (2001). Sobreyaciendo a este depósito se tiene el llamado “Fibroso 2”, muy parecido al depósito “Fibroso 1” pero que contiene anfíbol, además de la biotita y plagioclasa.

El Evento Mi3-3 está determinado por una secuencia de flujos de escoria, pómez y bloques de composición andesítica y taquiandesítica, con intercalaciones de capas de caída de lapilli pómez. Están emplazados en todo el flanco inferior sur del volcán, formando una morfología plana de suave pendiente. Debido a la gran cantidad de depósitos

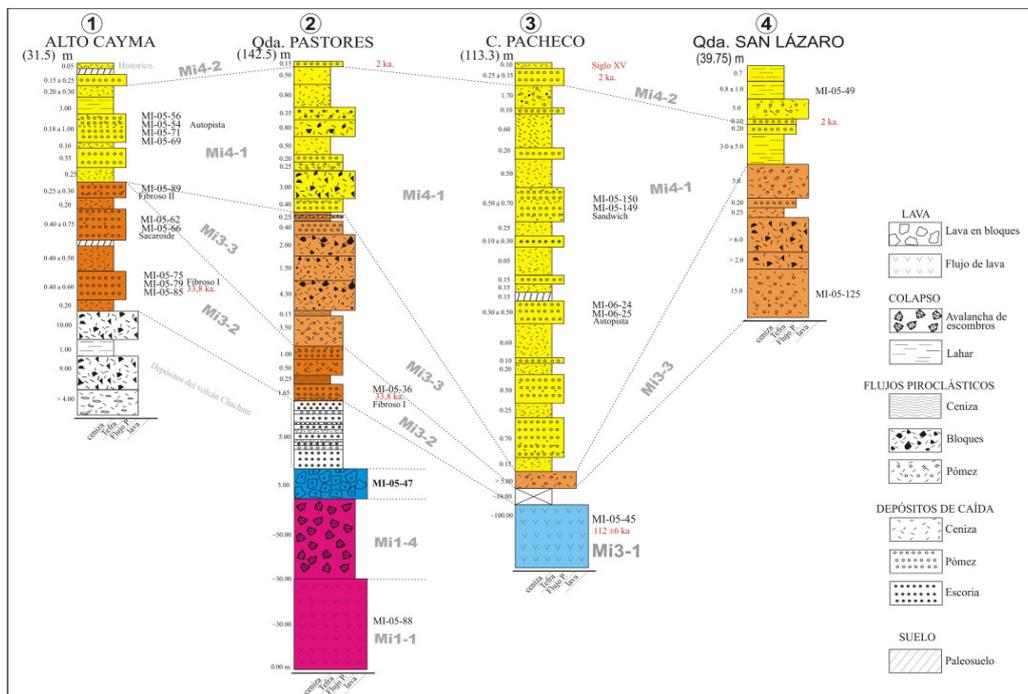


Figura 5. Columnas estratigráficas de los principales depósitos del volcán Misti. Los espesores de las secuencias están indicados en metros en la escala vertical de cada columna. Para la ubicación de las columnas ver figura 2.

de ignimbritas, para este estudio se han agrupado muchas de ellas que están superpuestas, aunque quizás algunas de estas provengan del edificio Mi 4-1.

Se ha definido una secuencia de flujos de escorias de composición andesítica a traquiandesítica con matriz de ceniza que aflora en la presa de Aguada Blanca y que se le atribuye a un evento denominado Mi3-3a cuya posición estratigráfica, respecto a los depósitos del evento anterior, no está bien definida,

#### Edificio 4 (Mi4),

El Edificio 4 representa la última etapa eruptiva y que le dio la forma actual a la estructura cónica del volcán Misti. Las erupciones explosivas formaron secuencias de más de 15 depósitos, constituidas por capas de lapilli pómez, ceniza e ignimbritas, tanto en las zonas proximales y distales al cráter. Se estima que este edificio se habría construido entre ~16 ka y el siglo XV, con 2 eventos principales Mi4-1, Mi4-2, y dos eventos menores, que son las Cenizas del Siglo XV y el Domo actual.

El Evento Mi4-1 definido por secuencias de al menos 14 depósitos de caída piroclástica de lapilli pómez de composición andesítica y traquiandesítica, intercalados con capas de ceniza, que se estima se

formaron entre 20 y 2 ka. Los depósitos denominados “Autopista”, “Sandwich” y otros caracterizan este evento.

El Evento Mi4-2 está determinado por depósito de flujo piroclástico de la última erupción importante del volcán Misti, que se formó entre 2.3 y 2 ka (Thouret et al., 2001). Estos depósitos afloran en las quebradas de los flancos sureste, sur y suroeste, y hasta 13 km distantes del cráter. Son muy características las pómez con bandeamiento.

La Ceniza del Siglo XV conocida también como “Ceniza Pachacutec”, es una capa histórica de composición andesítica, de color gris que cubre gran parte del flanco norte del volcán y fue bien estudiada por Navarro (2000).

El Domo actual es el tapón de chimenea que se localiza en el cráter a 5591 msnm, tiene un diámetro de 157 m y se trata de una lava de composición andesítica.

#### Elementos traza e Isótopos

Los eventos volcánicos del Misti comenzaron con diferente composición andesítica, variando entre 58 a 63 wt%, a diferencia del evento Mi3-2 que alcanzó el 75% de SiO<sub>2</sub>. (Fig. 6). En el caso de las concentraciones de Sr se observa que varían entre

250 y 1000 ppm y solo las ignimbritas del evento Mi3-2 tienen concentraciones bajas (Fig. 7a). Por otro lado, el contenido de FeO\* varía de 1 a 7 wt% y solo las ignimbritas del evento Mi3-2 tienen contenidos bajos de (Fig. 7b). Los depósitos del volcán Misti son conocidos por tener bajas concentraciones de U y Th por comparación con otros depósitos de volcanes en zonas de subducción (Kiebalá, 2008). Así, la mayoría de los depósitos tienen concentración de U entre 0.2 a 0.7 y Th entre 2 a 4.5, excepto los depósitos de los eventos Mi1-2 y Mi3-2 que tienen concentraciones de U entre 0.6 a 1.4 y Th entre 4 a 10 (Fig. 7c y d).

La mayoría de los depósitos tienen razones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0.707 a 0.708, a excepción de la ceniza del siglo XV y del evento Mi3-2 que varían de 0.708 a 0.709. Las razones de isótopos de Pb son no radiogénicos  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.4$  a  $17.9$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.51$  a  $15.62$ . Estas variaciones en los isótopos de Pb están relacionados con la baja concentración en U y Th (Fig. 8 y Fig. 7c y d).

El Sr es el elemento que más evidencia la evolución de los eventos, donde los magmas de cámaras más profundas contienen mayor concentración de Sr y las cámaras más someras contienen menor concentración de Sr y razones altas de isótopos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Fig. 8a). Así mismo se puede notar que no hay una variación de Sr con el tiempo, y las variaciones de  $\text{SiO}_2$  y otros elementos mayores se deben a los procesos de diferenciación magmática, cristalización fraccionada y variaciones en el porcentaje de contaminación cortical.

## DISCUSIONES

En esta sección se enfoca la interacción cortical de los magmas, sean estos profundos, intermedios o someros, esto a través de la combinación de los resultados de análisis estratigráfico, análisis de elementos traza y datos isotópicos presentados en la sección anterior. Allí se mostró cómo la participación de magmas con varias fuentes puede cambiar el sistema magmático a lo largo de la historia del volcán Misti.

Combinando los datos de elementos mayores, elementos traza e isótopos se evidencia un grado de contaminación mayor en campos someros que en profundidad, lo que sugiere que la contaminación somera sobrepone a la signature de la fusión cortical profunda y determina la diferenciación de los magmas (Fig. 8a).

## Signaturas químicas de los procesos profundos y determinación del MOHO

Las razones altas de los elementos de tierras raras en los depósitos del volcán Misti (Fig. 9), indican presencia de granate ya sea como fase residual durante la fusión o como una fase fraccionante. La fusión de granate residual puede ocurrir sobre un rango amplio de profundidad en la Zona Volcánica del Centro, desde la cuña astenosférica hasta los niveles de corteza media (Fig. 8a).

La detección de fraccionación de granate y anfíbol en la profundidad de la corteza para un fundido simple ha sido demostrado usando razones de Sr/Y, La/Yb, Sm/Yb, Dy/Yb (Mamani et al., 2010), sin embargo los procesos de los efectos de fusión de granate residual pueden ser problemáticos. Los volcanes sobre una corteza delgada tienden a tener tendencias negativas bien evidentes en Sm/Yb y Dy/Yb versus  $\text{SiO}_2$ , indicando (1) fraccionación de anfíbol y (2) homogenización relativa de Sm/Yb y Dy/Yb en magmas primarios. Este no es el caso en el volcán Misti. Las tendencias positivas indican fraccionación de granate (Fig. 9). En general, en el Misti, las razones elevadas de Sr/Y, Sm/Yb y Dy/Yb resultarían más bien de la fusión de granate residual en la corteza inferior. Además, el hecho de que estas razones sean tan altas, se debe a que la corteza inferior que fusiona tiene composición máfica, y la fusión de cortezas máficas hace que estas razones sean más altas (Mamani et al., 2008).

Para estimar la profundidad del MOHO por debajo del volcán Misti, se siguió el modelo de Mantle y Collins (2008), donde ellos concluyen que hay una relación entre el espesor de la corteza y las razones de Ce/Y. Las razones de Ce/Y para los eventos del Misti (Fig. 9e) varían entre 3 y 7 lo que equivale a espesores entre 40 y 65 km de profundidad. Estos valores se confirman con los valores de espesores corticales calculados de las anomalías de Bouguer (Fig. 2b; Fukao et al., 1999).

## Efectos del manto y corteza inferior en las concentraciones de U, Th, Sr y anomalías Eu/Eu\*

Las diferencias en las concentraciones de U y Th reflejan diferencias en condiciones de fusión que producen los magmas parentales (Fig. 7). Los fluidos móviles acarrean U de la corteza oceánica subductada dentro de la cuña mantélica y producirán U en exceso,

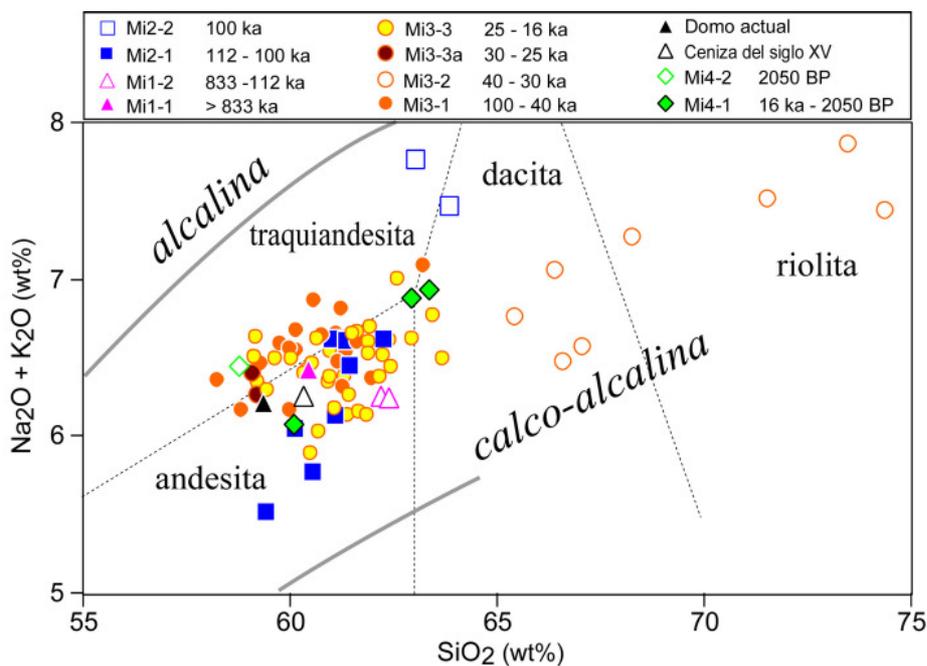


Figura 6. Clasificación de la serie calcoalcalina (Tomado de Le Maitre, 1989) en muestras del volcán Misti. Los óxidos están recalculados al 100 % sobre una base de volátiles libres y con todo el Fe, así como el FeO.

como en el evento Mi1-2 (Fig. 7d). Se plantea que quizás este U ha sido extraído de la fractura de Nazca debido a la subducción de esta estructura y que se localizaría bajo el Misti (Fig. 1a). Por esta razón, las concentraciones de Sr y los valores de las anomalías de Eu/Eu\* para el evento Mi1-2 son bajos (Fig. 7a y 9f) y las altas razones de Th indicarían asimilación de la corteza superior (Fig. 7d). Contrariamente al evento Mi1-2, los otros eventos eruptivos tienen poca concentración de U (Fig. 7), esto se debe a que los fundidos mantélicos están originados enteramente dentro del campo de estabilidad del granate, que se evidencia con los altos valores de las anomalías de Eu/Eu\* >1.2 (Fig. 9f). Todo esto se debe a que el agua suprime la cristalización de plagioclasa y estabiliza a granate produciendo de esta forma magmas relativamente secos a excepción del ya descrito evento Mi1-2.

### Evolución de las cámaras magmáticas del sistema volcánico

Se ha desarrollado un modelo usando las variaciones de las razones de Sr/Y versus Sm/Yb en base a lo propuesto por Mamani et al. (2010). Además, se presenta un modelo que indica la presencia o no de agua en los magmas, usando las razones de las anomalías de Eu/Eu\* según Bachman y Bergantz (2008) para la evolución temporal de

la alimentación del sistema de magmas durante la edificación del Misti (Fig. 10).

Los trabajos relacionados a la petrografía de los depósitos del Misti serán presentados en otro trabajo, sin embargo, en la figura 12 se muestra algunas microfotografías tipo de los depósitos principales.

A continuación se presenta un resumen de la evolución esquemática paso a paso del sistema magmático de la corteza superior del volcán Misti y sus expresiones superficiales como la construcción del edificio volcánico, a los intervalos de tiempo indicados en los principales eventos (Fig. 11).

El primer evento del edificio Mi1 del volcán Misti (Mi1-1) de 833 ka, tiene un comportamiento efusivo con lavas andesíticas provenientes de una cámara magmática profunda y de tamaño moderado respecto a las cámaras de los demás eventos del Misti.

Entre 833 y mucho antes de 112 ka, es decir en el evento Mi1-2, pequeños cuerpos de lava fueron extruídos un poco al sur de la caldera principal y provienen de una cámara somera y de poco volumen. Quizás una de las fuentes de estos depósitos sea la fractura de Nazca. Por esta razón los magmas contienen algo de agua según los valores bajos de las anomalías de Eu/Eu\*=1.2.

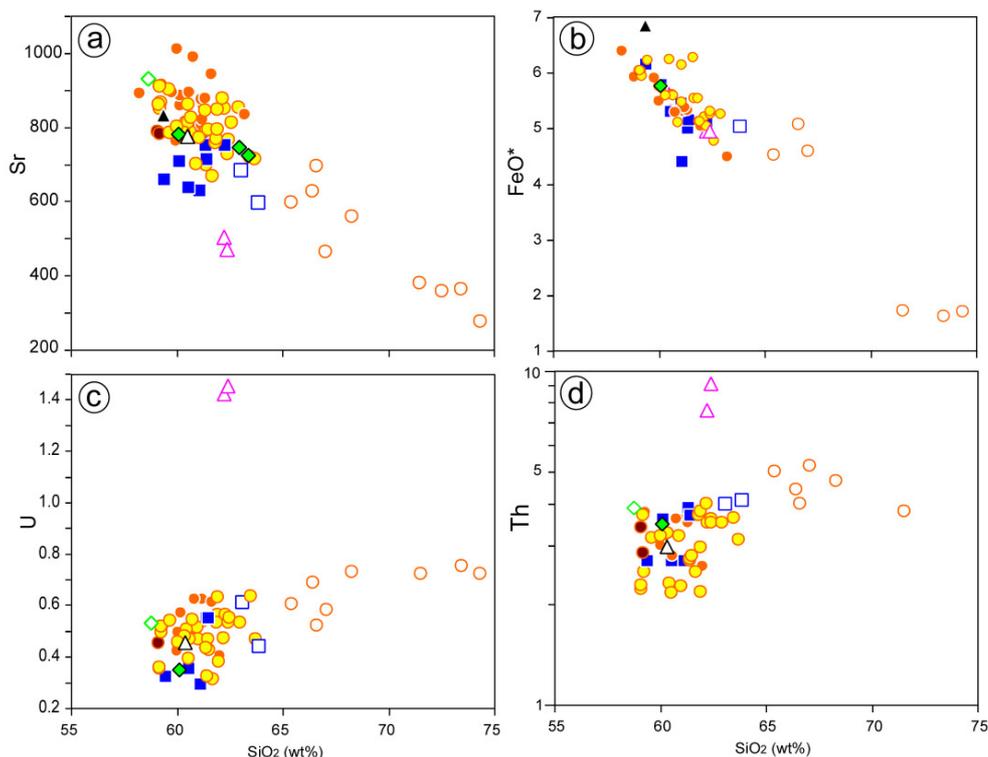


Figura 7. Variaciones en las concentración de Sr, FeO\*, U, Th y versus el contenido de SiO<sub>2</sub> (wt%) de los depósitos del Misti. Ver leyenda en la figura 6.

Entre 112 y 100 ka, evento Mi2-1, las lavas que construyeron el cono inferior del volcán se originan a partir de magmas secos,  $Eu/Eu^*=1.4$  a  $1.5$ , que provienen de una cámara magmática grande y profunda, la misma que tuvo varias fuentes de alimentación.

Cerca a 100 ka, Mi2-2, es un evento de corta duración que logró emplazar algunos cuerpos extrusivos, cuya procedencia magmática corresponde a una cámara muy pequeña, de poca profundidad y relativamente seca.

Durante el periodo que va de 100 a 40 ka (Mi3-1), se construye el cono superior y por lo tanto crece la estructura volcánica, alcanzando su máxima elevación, esto se debió a la actividad efusiva de lavas calientes procedentes de magmas secos ( $Eu/Eu^*=1.2$  a  $1.5$ ) que tuvieron una cámara profunda y de tamaño moderado, que a su vez interactúa con otra cámara menor, la misma que se alimenta por más de una fuente.

Entre los 40 y 30 ka, el evento Mi3-2 se caracteriza por una actividad explosiva que depositó tefras al sureste, sur y suroeste del volcán Misti. La

cámara fue bastante somera, de tamaño moderado y alimentado por más de dos fuentes. El material de este evento corresponde a los magmas más húmedos que ha emitido el Misti ( $Eu/Eu^*=1.1$  a  $1.3$ ).

Entre 30 y 16 ka el evento Mi3-3 corresponde a una etapa de actividad explosiva que emplazó flujos piroclásticos y depósitos de caída cubriendo todo el aparato volcánico. La cámara que originó estos eventos fue profunda, seca ( $Eu/Eu^*=1.3$  a  $1.6$ ) y de gran tamaño. También hubo un aporte de otra cámara menor.

Entre 16 y 2 ka (Mi4-1) se emplazaron más de 14 depósitos de caída de lapilli pómez y flujos piroclásticos. Fue una etapa explosiva con una cámara ligeramente somera que tuvo aporte de otra cámara más profunda. Adicionalmente, hubo dos conductos de alimentación. Según las razones de  $Eu/Eu^*=1.15$  a  $1.25$ , estos magmas tenían poco agua.

La erupción de 2 ka (Mi4-2) emplazó lapilli pómez, flujos piroclásticos de pómez y ceniza, tuvo una cámara ligeramente profunda y seca ( $Eu/Eu^*=1.45$ ) alimentada por otra cámara en la parte inferior, la misma que se alimenta por dos canales

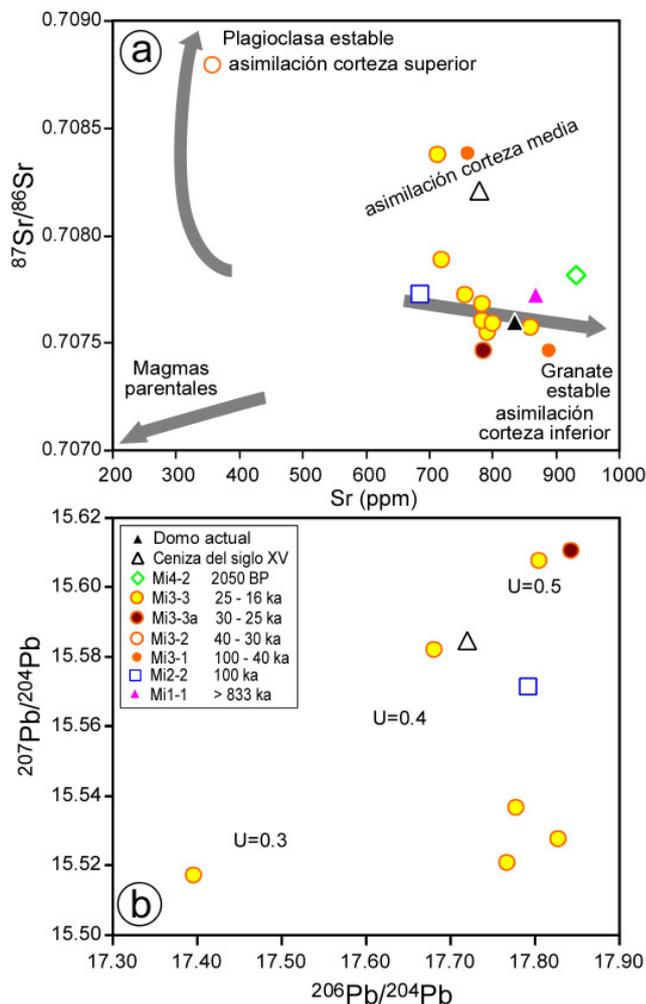


Figura.8. Variaciones de las razones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  para los eventos de volcán Misti.

Según los estudios mineralógicos de Ruprecht y Wörner (2007) y los petrogenéticos de Legrende (1999), la profundidad de la cámara magmática actual del Misti se halla a 6 km de profundidad (Fig. 12), y la cristalización ocurre entre 950 y 900°C bajo una presión de 2 a 3 kbar con fugacidades de oxígeno  $f\text{O}_2$  que varían entre -12.3 y -10.8.

## CONCLUSIONES

Se demuestra que la transición de básico á ácido (55.5 a 75 de  $\text{SiO}_2$ ) y de ácido a básico (75 a 60 de  $\text{SiO}_2$ ) en la composición de las rocas expulsadas por el volcán Misti, es un mecanismo viable para tendencias de diferenciación. Las razones muy elevadas de elementos de tierras raras de las rocas estudiadas sugieren que estas se hallan controladas por procesos de granate residual en la corteza inferior,

de composición máfica, y que la asimilación en la corteza superior ejerce un control significativo en el fundido. En consecuencia, la variación de magmas básicos a ácidos y luego ácidos a básicos, es debido a la asimilación, sea en la corteza superior o en la corteza inferior. La significativa variación observada en la química e isotopía del volcán Misti depende quizás de los procesos someros y profundos que han afectado la composición del magma. En base a las variaciones de Ce/Y se ha estimado un espesor de 64 km de la corteza y por lo tanto del Moho por debajo del Misti.

Los concentraciones diferentes de U y Th en el evento Mi1-2 indican que los magmas tienen fluidos ricos en U, cuya fuente para este evento quizás esté relacionado a la subducción de la fractura de Nazca.

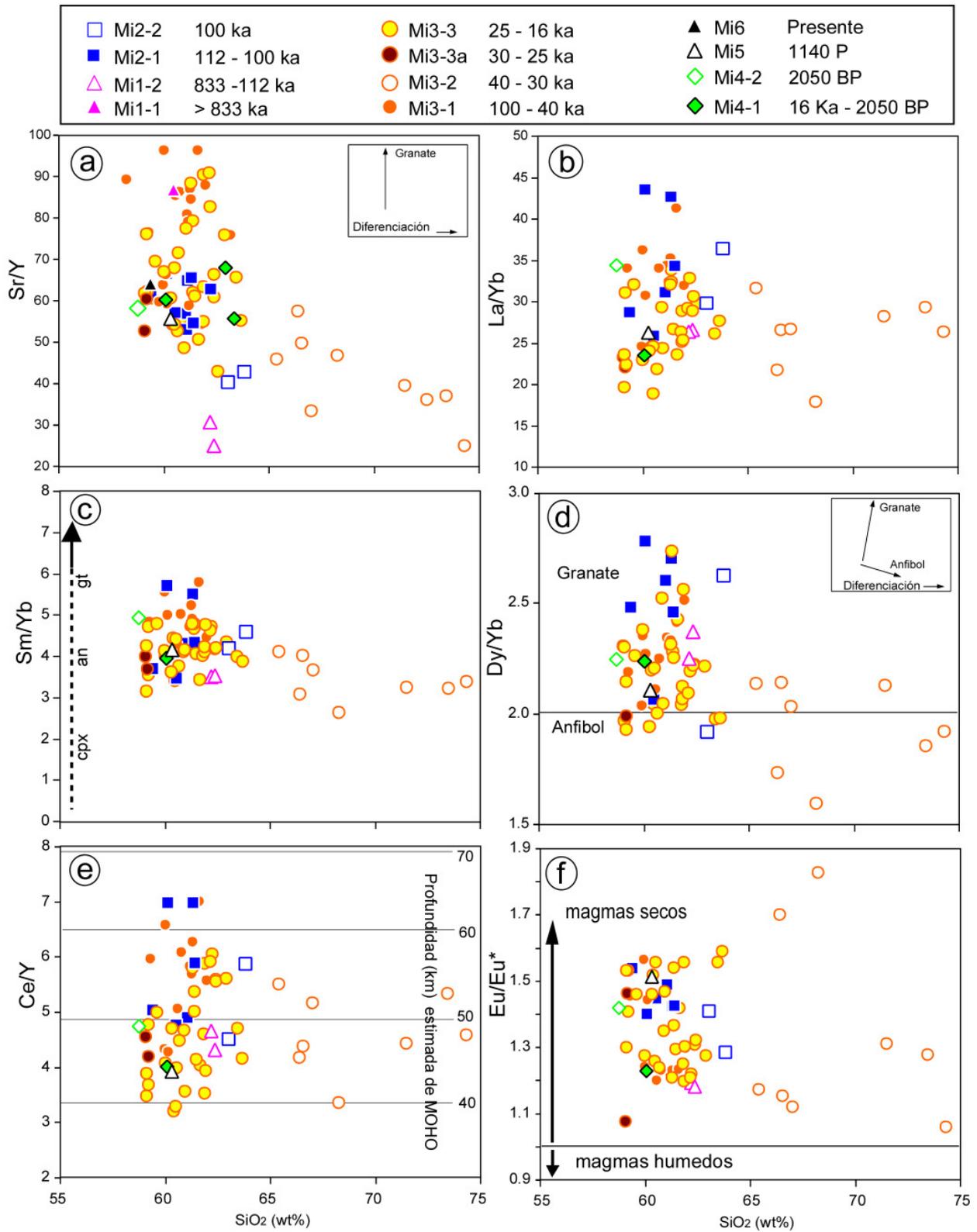


Figura 9. Diagramas de las razones de Sr/Y, La/Yb, Sm/Yb, Dy/Yb, Ce/Y y Eu/Eu\* versus contenido de SiO<sub>2</sub> (wt%). La rocas más diferenciadas > 66 wt% SiO<sub>2</sub> presentan otros valores, esto quizás debido a que son afectadas por la diferenciación.

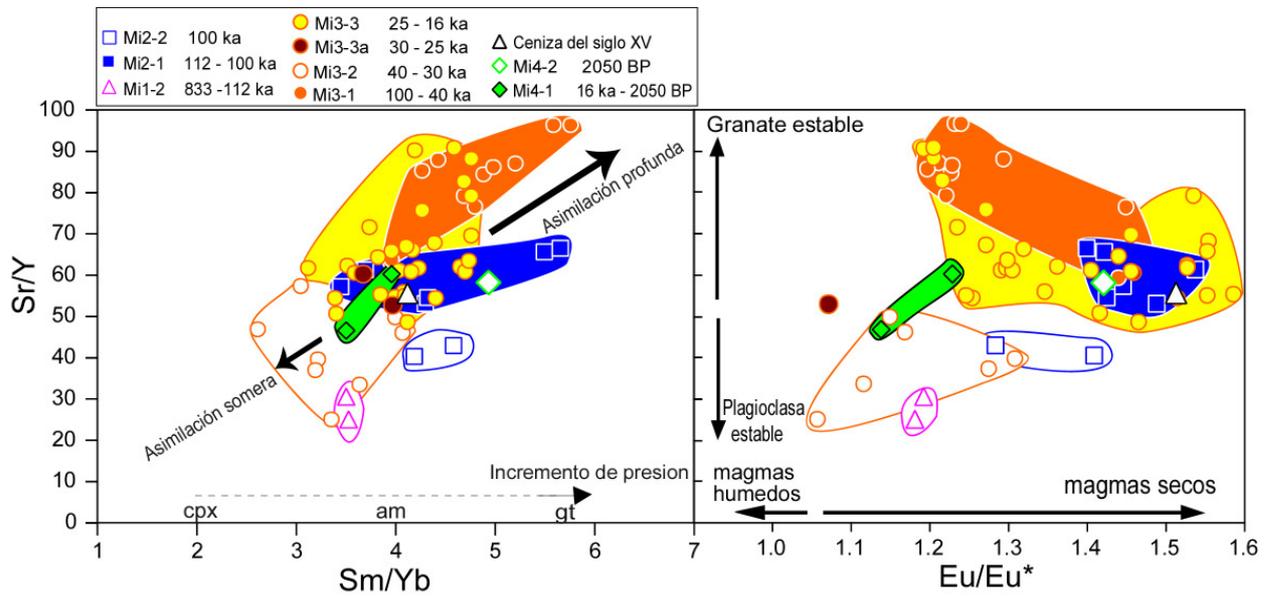


Figura 10. Diagrama de Sr/Y versus Sm/Yb y Eu/Eu\*. Cálculo de los valores de  $Eu/Eu^* = EuN / [(SmN) * (GdN)]$ . En el diagrama de Sr/Y versus Eu/Eu\* se observa claramente como el agua suprime la cristalización de plagioclasa y estabiliza a granate, y además, cuando la plagioclasa es estable, los magmas tienden a ser húmedos.

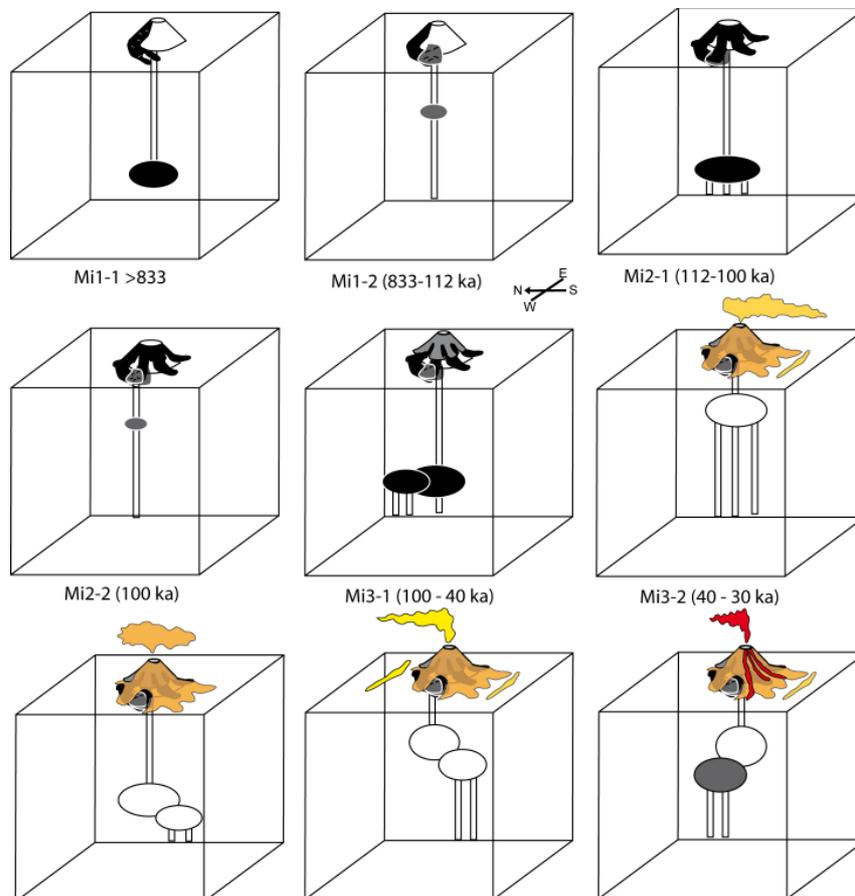


Figura 11. Evolución esquemática paso a paso del sistema magmático de la corteza superior del volcán Misti y sus expresiones superficiales como la construcción del edificio volcánico, a los intervalos de tiempo indicados (Cacaya, 2009).

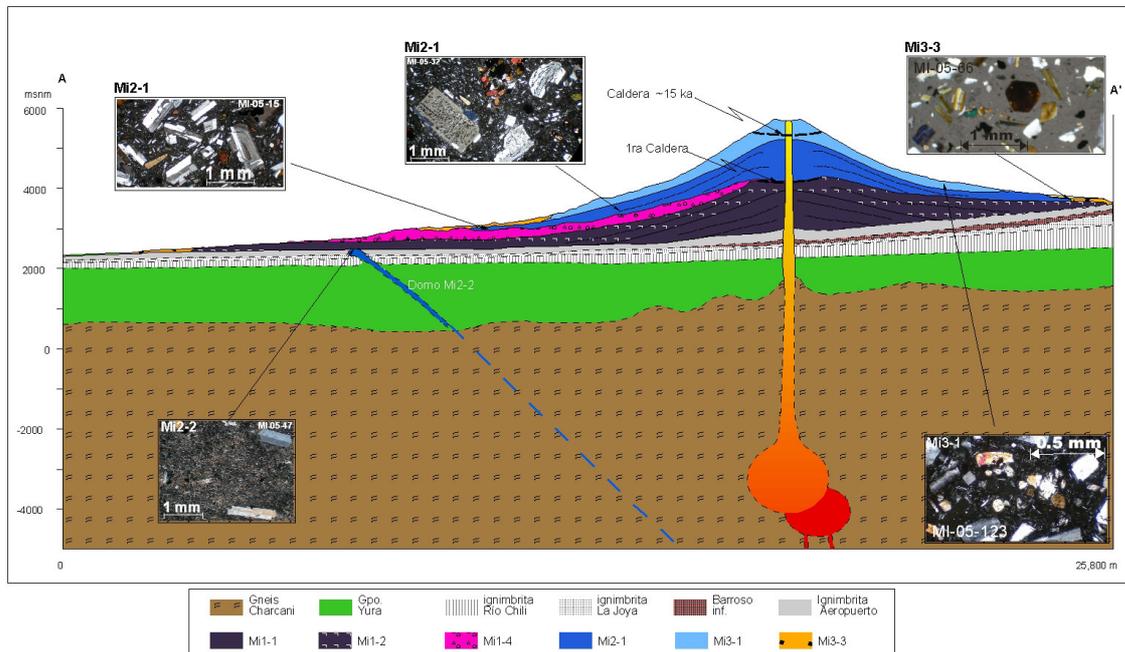


Figura 12. Sección geológica del estrato del volcán Misti. La línea de sección se muestra en la figura 3c. Escala horizontal y vertical sin exageración. Las microfotografías corresponden a las muestras de los eventos indicados en la parte superior izquierda. Para la ubicación de las muestras ver figura 4.

En la actualidad por debajo de volcán Misti se tiene una cámara interconectada a 6 km de profundidad. El Misti alcanzó su única máxima expulsión de ignimbritas con mucho contenido de agua entre 40 y 30 ka. Los demás depósitos e inclusive la ceniza del siglo XV corresponden a magmas secos. El conocimiento de la variación de la composición de los magmas y la profundidad de las cámaras magmáticas es un factor importante para modelar los procesos eruptivos de un volcán, los cuales sirven para entender los ciclos eruptivos y por los tanto los escenarios para la construcción

de los mapas de peligros. En consecuencia a partir de estos datos se pueden establecer ya escenarios para los mapas de peligros que se vienen realizando actualmente, lo que incrementará el grado de certeza de los mismos.

**AGRADECIMIENTOS**

Queremos agradecer al INGEMMET por la colaboración brindada para el desarrollo de este trabajo. De manera especial un agradecimiento al Dr. Víctor Carlotto por su apoyo durante la elaboración de este manuscrito.

**REFERENCIAS**

Allmendiger, R.W., Jordan, T.E., Kay S.M. & Isacks, B.(1997). The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes: Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, v. 25, p. 139-174.

Annen, C., Blundy, J.D. & Sparks, R.S.J. (2006). The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. J. Petrol. V, 47, p. 505-539.

Bachmann, O. & Bergantz, G. (2008). Rhyolites and their mushes across tectonic settings: Journal of Petrology, v. 49, p. 2277-2285.

Cacya, L. (2006). Volcán Misti: Sedimentología, geoquímica y correlación tefro-estratigráfica del depósito de caída de pómez “autopista” ~ 14000 años. (Tesis de grado), Universidad Nacional San Agustín de Arequipa. 90 p.

Cacya, L. (2009). Control de la Corteza Inferior y Superior en la Diferenciación de los magmas del volcán Misti: Herramienta para los estudios de Riesgo: (master tesis), Universidad de Nice Sophia Antipolis, Francia, 45 p.

Chang, Yu-Hsuan. (2007). O-isotopes as Tracer for Assimilation Processes in Different Magmatic Regimes (El Misti, S.Peru and Taapaca, N.Chile): Master tesis, Georg-August Universität Göttingen, Alemania.

Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C. & Dosseto, A. (2007), Amphibole “sponge” in arc crust?: Geology, v. 35, p. 787-790.

- Fukao, Y., Kono, M., Yamamoto, A., Saito, M., Nawa, K., Giesecke, A. & Perales, C. (1999). Gravity measurements and data reduction for Bouguer anomaly map of Peru: *Bulletin of Earthquake Research Institute University of Tokio*, v. 74, p. 161-266.
- Garrison, J., Davidson, J., Reid, M. & Turner, S. (2006). Source versus differentiation controls on U-series disequilibria: insights from Cotopaxi Volcano, Ecuador: *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 244, p. 548-565.
- Hildreth, W. & Moorbath, S. (1989). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455-489.
- James, D. E. & Brooks, C. (1976). Preliminary Rb-Sr data on the minimum age of the central Andean Precambrian basement complex: *Carnegie Institution of Washington Yearbook*, v. 75, p. 213-216.
- Kay, S.M., Mpodozis, C. & Coira, B. (1999). Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°S to 33°S). In: *Geology of Ore Deposit of the Central Andes: Soc. Econ. Geol. Spec. Pub.*, v. 7. p. 27-59.
- Kiebalá, A. (2008). Magmatic processes by U-Th disequilibria method. Comparison of two Andean systems: El Misti Volcano (S. Peru) and Taapaca Volcanic Center (N. Chile): (PhD. Tesis), Georg-August Universität Göttingen, Alemania.
- Lee, C.T.A., Cheng, X. & Horodyskyj, U. (2006). The development and refinement of continental arcs by primary basaltic magmatism, garnet pyroxenite accumulation, basaltic recharge and delamination: insights from the Sierra Nevada, California: *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 151, p. 222-242.
- Legrende, C. (1999). Pétrogenese du volcan "Misti moderne" (Sud-Pérou): essai de caractérisation de l'évolution pétro-géochimique et chronologique: (DEA thesis), Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand. 82 p.
- Loewy, S.L., Connelly, J.N. & Dalziel, I.W.D. (2004). Anorphaned basement block: The Arequipa-Antofalla basement of the central Andean margin of South America: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 116, p. 171-187.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T. & Thirlwall, M.F. (2006). Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 243, p. 581-593.
- Mamani, M., Woerner, G. & Sempere, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. en prensa *Geological Society of America Bulletin*, doi: 10.1130/B26538.1.
- Mamani, M., Tassara, A. & Wörner, G. (2008). Composition and structural control of crustal domains in the central Andes. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 9 (3) (Q03006).
- Mantle, G.W. & Collins, W.J. (2008). Quantifying crustal thickness variations in evolving orogens: Correlation between arc basalt composition and Moho depth: *Geology*, v. 36, p. 87-90.
- Navarro, P. (2000). Cartografía geológica, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas del estratovolcán Misti: (Tesis de grado) Universidad Nacional de San Agustín. 185 p.
- Paquereau-Lebti, P., Fornari, M., Roperch, P., Thouret, J.C. & Macedo O. (2008). Paleomagnetism, magnetic fabric, and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of Pliocene and Quaternary ignimbrites in the Arequipa area, southern Peru: *Bull. Volcanol.* 70:977-997, DOI 10.1007/s00445-007-0181.
- Paquereau-Lebti, P., Thouret, J.C., Wörner, G. & Fornari, M. (2006). Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, Southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations: *J Volcanol Geotherm Res* 154:251-275. DOI 10.1016/j.jvolgeores.2006.02.014
- Thouret, J.C., Finósla, A., Fornari, M., Legeley-Padovani, A. & Suni, J., F.M. (2001). Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru: *GSA Bull.*, v. 113, p. 1593-1610.
- Turner, S.P., Bourdon, B. & Gill, J. (2003). Insights into magma genesis at convergent margins from U-series isotopes. In: Bourdon, B., Henderson, G.M., Lundstrom, C.C., Turner, S.P. (Eds.), *Uranium-Series Geochemistry: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineralogical Society of America, p. 255-316.
- Ruprecht, P. (2004). Zoned Plagioclase in Lavas From El Misti Volcano (S. Peru): Implications for Changing Regimes in the Magma Chamber: Master tesis, Georg-August Universität Göttingen, Alemania.
- Ruprecht, P. & Wörner, G. (2007). Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andagua monogenetic cones: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 165, p. 142-162.
- Wörner, G., Moorbath, S. & Harmon, R.S. (1992). Andean cenozoic volcanics reflect basement isotopic domains: *Geology*, v. 20, p. 1103-1106.